

文章编号: 0258-7106(2006)05-0562-010

西华山脉钨矿床的形成压力及有关花岗岩的侵位深度*

黄惠兰¹, 常海亮¹, 付建明¹, 汪雄武², 李桃叶¹

(1 宜昌地质矿产研究所, 湖北 宜昌 443003; 2 成都理工大学, 四川 成都 610059)

摘要 文章阐述了西华山黑钨矿-石英脉与普通热液石英脉的不同之处, 分析了前人所获压力值较低(30~70 MPa)的主要原因, 利用黑钨矿-石英脉绿柱石中两相气液包裹体和不混溶硅酸盐熔融包裹体的有关资料及相关相图, 求得西华山脉钨矿床的形成压力为200 MPa。根据西华山脉钨矿床产出的地质特征以及岩石学、矿物学、稳定同位素和流体包裹体地球化学等证据论证了这一压力的合理性。

关键词: 地质学, 钨矿床, 形成压力, 流体包裹体, 熔融包裹体, 花岗岩, 西华山, 江西
中图分类号: P618.67 文献标识码: A

Formation pressure of wolframite-vein deposits and emplacement depth of related granite in Xihuashan, Jiangxi Province

HUANG HuiLan¹, CHANG HaiLiang¹, FU JianMing¹, WANG XiongWu² and LI TaoYe¹

(1 Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 4430030, Hubei, China;
2 Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China)

Abstract

The authors deal in this paper with the differences between wolframite-quartz veins in Xihuashan and common hydrothermal quartz veins, and analyze the main reasons for the relatively low formation pressure data (30~70 MPa) of the wolframite-quartz veins obtained by other geologists. The mineralization pressure of the Xihuashan wolframite-quartz veins is determined to be 200 MPa by using relevant data and phase diagram of gas-fluid inclusions and antipathetic melting silicate inclusions in beryl. Based on a study of geological, petrological, mineralogical and geochemical characteristics of stable isotopes and fluid inclusions, this paper demonstrates the rationality of the pressure determined by the authors.

Key words: geology, veined wolframite deposit, mineralization pressure, fluid inclusion, melting inclusion, granite, Xihuashan orefield, Jiangxi

江西省大余县西华山脉钨矿床是中国发现最早, 有着近百年采钨史的大型钨矿床。长期以来一直作为典型矿床而被深入地系统地研究。笔者注意到在卢焕章(1986)、吴永乐等(1987)、刘家齐等(1987; 1989)、李华芹等(1993)、陈毓川等(1989)的有关论

著中, 矿床的形成压力与基本地质事实似乎不甚吻合。而压力与温度都是矿床形成的重要物理参数, 不仅直接涉及到矿床成因、矿床分类和形成的物理化学条件, 而且对指导找矿、勘探以及地壳演化史的研究等方面具有重要意义。本文概要地分析了前人所

* 本文得到中国地质调查局地质调查项目(200310200072)的资助
第一作者简介: 黄惠兰, 女, 1959年生, 工程师, 实验地球化学专业。
收稿日期: 2005-11-21; 改回日期: 2006-04-18。李岩编辑。

获压力值较低的原因,并利用流体包裹体测定了西华山脉钨矿床的形成压力,对结果的可靠性进行了深入讨论。

1 矿床地质概况

西华山钨矿床是产于花岗岩中的大脉型钨矿床。在大地构造上,位于华南加里东褶皱地槽区中的赣南后加里东隆起区。区内广泛分布由中-上寒武统浅变质砂岩、板岩和变余凝灰岩等组成的一套巨厚浅海相泥砂质类复理石建造的地槽型沉积(总厚度大于 4 000 m)。西华山岩体侵入于寒武系浅变质岩中,其出露面积为 19.12 km²。在岩体顶部尚保存着浅变质岩之顶盖残留,说明其剥蚀深度不大。岩体主要由斑状中-细粒黑云母花岗岩和中-细粒黑云母花岗岩等组成。刘家齐(1989)通过野外和室内的系统研究将西华山花岗岩分为 2 个侵入期:早期

为斑状中-细粒黑云母花岗岩(151 Ma);晚期为中-细粒黑云母花岗岩(139 Ma)。成矿作用主要与晚期花岗岩有关。但在空间上,两期花岗岩都可以是赋矿围岩。两期花岗岩的岩石化学特征较为相似,为高硅 $w(\text{SiO}_2) > 75\%$ 、富碱 $w(\text{Na}_2\text{O}) + w(\text{K}_2\text{O}) \approx 8\%$ 、且 $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$ 、贫二价阳离子和 Ti,但晚期花岗岩比早期花岗岩富铝(Al 过饱和)和更加富含 H₂O、CO₂、F 和 Cl,更加贫 Ca、Mg、Fe 和 Ti(刘家齐,1989;吴永乐等,1987)。

花岗岩大致由等量的微斜长石-微斜条纹长石、酸性斜长石和石英(各占 32% ±)以及黑云母(3% ±)、白云母(1% ±)等组成。晚期者相对较富含钠长石和白云母,早期花岗岩的斜长石主要为更长石,黑云母 >> 白云母。整个岩石是一种结晶较好、成分均匀的块状岩石。岩相分带简单,主要为中细粒或斑状中-细粒岩石,过渡相与边缘相极不发育。在侵入体外围形成宽达数百米的似环状角岩化蚀变带(图 1)。

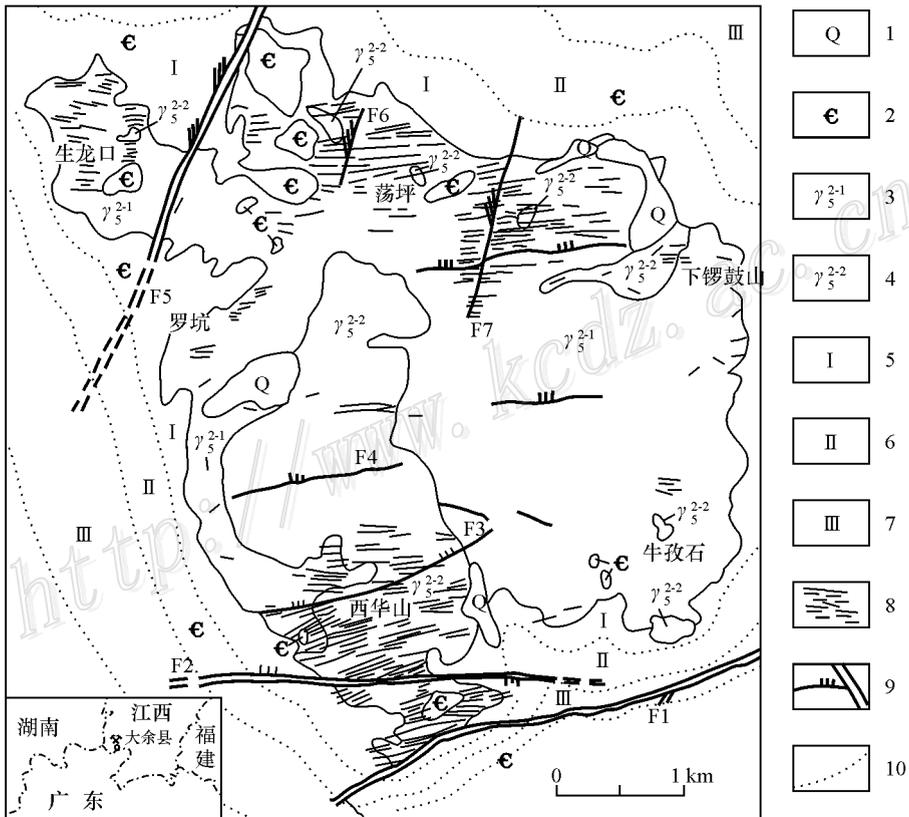


图 1 西华山复式岩体及其钨矿床地质略图(据吴永乐等,1987;刘家齐,1989 原图综合)

1—第四系 2—寒武系 3—燕山晚期中细粒黑云母花岗岩 4—燕山早期中细粒斑状黑云母花岗岩 5—黑云母-斜长石角岩带(I); 6—黑云母-白云母-石英角岩化带(II); 7—斑点板岩带(III) 8—矿脉 9—断层 10—岩相界线

Fig. 1 Sketch geological map of the Xihuashan tungsten ore field(modified after Wu et al., 1987; Liu, 1989)

1—Quaternary; 2—Cambrian; 3—Late Yanshanian medium- and fine-grained biotite granite; 4—Early Yanshanian porphyritic medium- and fine-grained biotite granite; 5—Biotite-plagioclase-hornfels zone(I); 6—Biotite-muscovite-quartz-hornfels zone(II);

7—Spotted slate zone(III); 8—Ore vein; 9—Fault; 10—Rock face boundary

围绕西华山花岗岩岩株的内接触带,分布着西华山、罗坑、生龙口、荡坪、下锣鼓山及牛孜石6个脉钨矿床,构成著名的西华山钨矿田(图1)。仅西华山钨矿床就有工业矿脉600余条,矿化面积达2.4 km²。矿脉长度一般为200~600 m,脉幅0.2~0.6 m,矿化深度60~200 m。其中229号脉的长度达920 m,最大脉幅为3.1 m,矿化深度超过300 m。脉体走向一般近东西,倾向南或北,倾角陡(70~85°)。矿脉的主要组成矿物是石英(占90%±),其围岩蚀变主要是使花岗岩发生云英岩化(脉体上盘)和钾化(脉体的下盘)。根据矿脉之间的穿插关系和矿物共生组合,可将成矿作用分为4个阶段(卢焕章,1986;吴永乐等,1987;刘家齐等,1987;1989):①绿柱石-黑钨矿-石英(长石)脉,以富含绿柱石、石榴子石、黄玉、钾长石等硅酸盐矿物为特征;②黑钨矿-石英(长石)脉,此阶段硅酸盐矿物锐减,以赋含锡石为特征;③硫化物-石英脉,以富含硫化物、白钨矿为特征,仅含少量黑钨矿;④萤石-方解石-石英脉,此阶段黑钨矿已绝迹,仅含少量闪锌矿、黄铁矿等。

西华山脉黑钨矿床石英、绿柱石等矿物中的流体包裹体类型主要是气液两相包裹体、液体包裹体和少量含CO₂包裹体,不存在气体包裹体和高盐度包裹体。其均一温度、盐度、均一方式和成分等请参阅卢焕章(1986)、卢焕章等(1990)、刘家齐(1989)、刘家齐等(1987;2000)和陈毓川等(1989)的研究。至于绿柱石中的硅酸盐熔融包裹体,前人文献中概未涉及。其主要原因是,当时主观上认为脉钨矿床都是岩浆期后的热液矿床,不可能存在熔融包裹体;另一方面,花岗岩类矿物中熔融包裹体研究是当代流体包裹体研究的难题之一(难认、难找、难测)。笔者经过近20年的探索最终确认绿柱石中存在硅酸盐熔融包裹体,但有些难题目前尚未最终解决。关于这种包裹体的特点、分布和均一温度等请参阅有关论文(常海亮等,2001,2002)。

应该强调指出的是,西华山脉钨矿床在野外地质产状、矿脉结构构造、组成矿物、流体包裹体及稳定同位素特征等方面与一般石英脉不同,明显具岩浆-热液过渡性矿床特征。朱焱龄(1981)、林新多(1986)、夏卫华(1989)、干国良(1991)等曾就这一问题对一些大脉型钨矿床进行过讨论。本文仅就西华山脉钨矿床的一些特殊性简述如下。

西华山脉钨矿床与母岩花岗岩有着密切的时空

联系。李华芹等(1993)对西华山花岗岩采用锆石U-Pb法和全岩Rb-Sr等时线法获得早期花岗岩的形成为155~150 Ma,晚期花岗岩为142~140 Ma;对不同成矿阶段和不同空间的脉石英采用流体包裹体Rb-Sr等时线法获得成矿年龄为139.8 Ma;黑钨矿、萤石的Sm-Nd法年龄分别为139.7 Ma和137.4 Ma;晶洞中石英的流体包裹体Rb-Sr等时线年龄为130.5 Ma。总之,两期花岗岩先后约相隔10 Ma,而成矿作用与母花岗岩之间没有时间差,成岩与成矿互相衔接,连为一体。在空间上母岩花岗岩与矿脉之间关系十分微妙,有时两者没有明显的界线,而是由石英脉逐渐过渡为石英云英岩→云英岩→具细小晶洞的细粒花岗岩(如594平巷V91所见);多处见到黑钨矿-石英脉逐渐过渡为长石-石英脉→似伟晶岩脉→细晶岩脉→中细粒黑云母花岗岩;在矿床深部(483中段)一弯曲状矿脉的外侧未见任何裂隙痕迹;在483中段506石门,还有一四周被封闭于花岗岩中含有黑钨矿-辉钼矿-毒砂等的长石-石英串状体($\varphi \geq 1$ m)。

西华山黑钨矿-石英脉有别于沿后生裂隙形成的石英脉。后生石英脉的脉壁保存有特征的断层泥。西华山黑钨矿-石英脉不仅无断层泥痕迹,而且在脉体两侧或一侧经常出现由脉壁朝围岩(花岗岩)方向分出的锯齿状羽脉,且锯齿之尖端常向脉体呈弯曲状。暗示黑钨矿-石英脉形成时母花岗岩尚未完全固结,而是像郭文魁(1983)所指出的那样处于“塑性或蠕流状态”。即黑钨矿-石英脉是在岩浆结晶作用晚期而不是完全结晶之后形成的,当时矿脉与花岗岩的物理化学条件差异性很小。西华山黑钨矿-石英脉还有别于由大量流体不断补充循环而形成的普通石英脉。普通石英脉的石英往往沿脉壁两边垂直对称生长,矿物组成简单。而西华山黑钨矿-石英脉的组成矿物十分复杂,几乎包括花岗岩中的所有硅酸盐矿物(云母、长石、石英、黄玉、绿柱石、石榴子石等)及副矿物并含大量的矿石矿物。同时还呈现与伟晶岩类似的结晶分异演化趋势及晶洞状构造。尽管它不像伟晶岩那样出现明显的分带现象,但矿脉中由硅酸盐→氧化物→硫化物→碳酸盐的演化关系是很特征的,并且由脉壁至脉体中部大致相继出现辉钼矿-云母-绿柱石-锡石-黑钨矿-毒砂-黄铜矿-黄铁矿的沉积分带;在垂直方向上,由上往下相继出现锡石-绿柱石-黄玉-黑钨矿-辉钼矿-黄铜矿-黄铁矿-闪锌矿-方铅矿-方解石的沉淀分带。暗示矿脉

是由熔体-溶液一次性充填而成的,并且是由上往下、由边部往中间逐步冷却结晶的。在矿脉的中上部位和脉体的上盘还经常出现直径为 0.5~100 cm (多为 20~60 cm) 的晶洞,其形态有椭圆形、哑铃状或不规则状,表明成矿作用是在较封闭环境中进行的,并不存在大量流体进入和离去的迹象。这种封闭性还可从流体包裹体盐度、均一温度和氢氧同位素特征得到证实(刘家齐,1989;刘家齐等,1986;2000;穆治国等,1981;张理刚,1985;吴永乐等,1987),即在矿脉中的晶洞矿物大量结晶前成矿流体盐度和氢氧同位素组成基本稳定不变,且明显具岩浆热液特征,仅在晶洞形成以后和石英结晶的中晚期,其盐度和温度才逐渐同步降低,同时其氢氧同位素组成中大气降水的份额越来越多。吴永乐等(1987)和陈毓川等(1989)的大量氧同位素研究还表明,花岗岩的造岩石英和脉石英的氧同位素组成惊人地一致,且不受空间位置影响,暗示两者的氧同位素经受了长期的均一化(熔融分异作用)。可以设想,如果黑钨矿-石英脉是在岩浆完全固结之后,在较低的温压条件下(300~400℃,30~70 MPa)由水溶液不断循环沉淀而成,似乎难以解释上述诸多地质现象。况且在没有大气降水参与的情况下,早已固结的岩浆难以继续提供大量的岩浆水。

2 前人所获压力较低的主要原因分析

利用流体包裹体测定压力的限定条件较多,难度较大。早期主要是利用含 CO₂ 包裹体对西华山脉钨矿床进行压力测定的,由于包裹体中 CO₂ 相所占体积难于精确测定,而且对于一定成分的等容流体来说,其温度-压力互为函数关系,当其中的一个量不确定时,另一个变量也变得不确定。显然单独利用包裹体均一温度所获得的压力值通常只是与均一温度对应的均一压力,并不代表形成压力。而形成压力是由均一温度所指明的等容线上的任意一点。欲知这一点的具体位置,还必须知道其形成温度或者矿物中同时捕获了一种不混溶的流体包裹体,并且这两种不混溶流体的近似成分和 p - v - t 性质已知。但由于前人未发现不混溶的流体包裹体,也缺少另一独立温度计,只是据含 CO₂ 包裹体中的 CO₂ 含量、部分均一温度和包裹体的完全均一温度等确定压力值的。因此卢焕章(1986)、吴永乐等(1987)、陈毓川等(1989)所获压力很低(30~70

MPa);而刘家齐等(1987)、刘家齐等(1989)和李华芹等(1993)所获的类似压力值只是根据包裹体气相成分间接估计的。

3 本次测定形成压力的方法、原理与结果

由于西华山黑钨矿-石英脉形成时曾出现过硅酸盐熔体与水质流体不混溶,并在绿柱石晶体中形成了熔融包裹体和共生的流体包裹体及流体-熔融包裹体(参见图版 a b e f g h),这就为合理解决西华山脉钨矿床的形成压力提供了科学依据,而且与熔融包裹体共生的流体包裹体的近似成分已被查明。根据其固相点温度、均一温度和相变行为以及成分分析结果等可知这种流体的主要成分是 H₂O,并且在冷冻过程中未出现独立的 CO₂ 相及其笼形化合物,表明其 CO₂ 含量很低;其冰点温度为 -2.7~-3.6℃[相应盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})=4.5\% \sim 5.8\%$,参见表 1],因此可将这种溶液视为含 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})=5\%$ 的简单 NaCl-H₂O 体系。对于这种浓度的 NaCl-H₂O 体系,Bodnar 等(1994)已对其 p - t 相图作了详尽的描绘。另外,由于硅酸盐熔融包裹体的压缩性很小,可将密封性未破坏的硅酸盐熔融包裹体的均一温度近似地当作形成温度。这一形成温度和与之共生的水质流体包裹体的均一温度所指明的那条等容线的交点就是硅酸盐包裹体与共生流体包裹体被捕获时的压力。对这一原理和方法 Roedder 等(1980)、夏林圻(1985)、卢焕章等(2004)都进行过详尽论述。笔者曾获得西华山黑钨矿-石英脉的绿柱石中硅酸盐熔融包裹体的均一温度为 660~720℃,考虑到熔融包裹体被捕获时挥发分已达到过饱和(熔体与流体不混溶),致使这种包裹体往往需要过热才能实现“均一化”。因此在确定其真实均一温度时只能选用其最低温度值(660℃)作为捕获温度。笔者还曾获得与熔融包裹体共生的水质流体包裹体[盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 5% 左右]的均一温度为 341~387℃(平均 365℃,参见表 1)。在 Bodnar(1994)的有关相图上, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})=5\%$ 的水溶液在 370℃ 时的等容线与 660℃ 交点所指明的压力值为 200 MPa(图 2A 点)。这一压力值即为绿柱石中硅酸盐熔融包裹体与水质流体包裹体捕获时的压力值,代表绿柱石结晶时的压力。按 Roedder 等(1980)关于不同地质过程中捕获流体包裹体所代表的压力含意,并结合西华山黑钨矿-石英脉的具体情况,这一捕获压

表 1 绿柱石中与熔融包裹体共生的气液两相包裹体的均一温度与盐度

Table 1 Homogenization temperature and salinity of gas-fluid inclusions intergrown with melting inclusions in beryl

序号	$t_h/^\circ\text{C}$	均一方式	$t_m/^\circ\text{C}$	$\tau_c(\text{NaCl}_{\text{eq}})\%$	序号	$t_h/^\circ\text{C}$	均一方式	$t_m/^\circ\text{C}$	$\tau_c(\text{NaCl}_{\text{eq}})\%$
1	347	V+L→L	-2.73	4.5	7	341	V+L→L	-2.99	4.9
2	354	V+L→L	-3.58	5.8	8	373	V+L→L	-3.51	5.7
3	376	V+L→L	-3.31	5.4	9	369	V+L→L	-2.66	4.4
4	387	V+L→L	-3.12	5.1	10	362	V+L→L	-3.18	5.2
5	379	V+L→L	-2.66	4.4	11	365	V+L→L	-3.58	5.8
6	365	V+L→L	-2.85	4.7	平均	365			5.1

注: V—气相, L—液相。

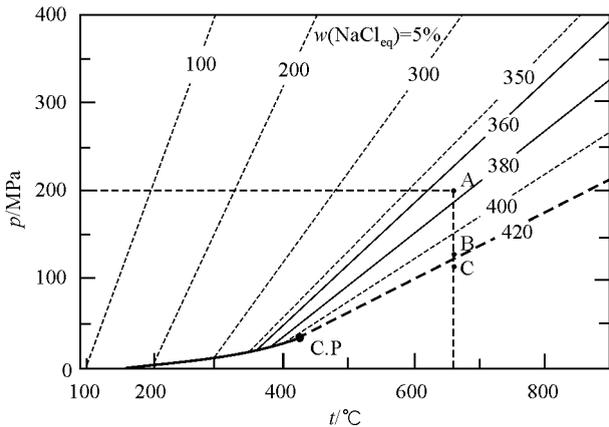


图 2 利用硅酸盐熔融包裹体与不混溶流体包裹体确定西华山脉钨矿床形成压力图解

$\tau_c(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 5\%$ 水溶液 $p-t$ 图引自 Bodnar et al., 1994。图中 A 点为西华山黑钨矿石英脉绿柱石中熔融包裹体与不混溶流体包裹体的近似捕获温压条件, 而 B、C 两点表示温度不变, 假设压力为 130 MPa 和 100 MPa 时, 绿柱石中共生流体包裹体应有的特征 (详见正文) C.P 为临界点

Fig. 2 Diagram showing formation pressure of the Xi-huashan veined tungsten deposit, determined by silicate melting inclusions and antipathetic inclusions (after Bodner et al., 1994)

A signifies the approximate temperature and pressure conditions for melting inclusions and antipathetic inclusions in beryl from the Xi-huashan wolframite-quartz veins; B and C show characteristics of intergrown fluid inclusions in beryl at invariant temperature and supposed pressures of 130 MPa and 100 MPa (for details see the text); C.P is the critical point

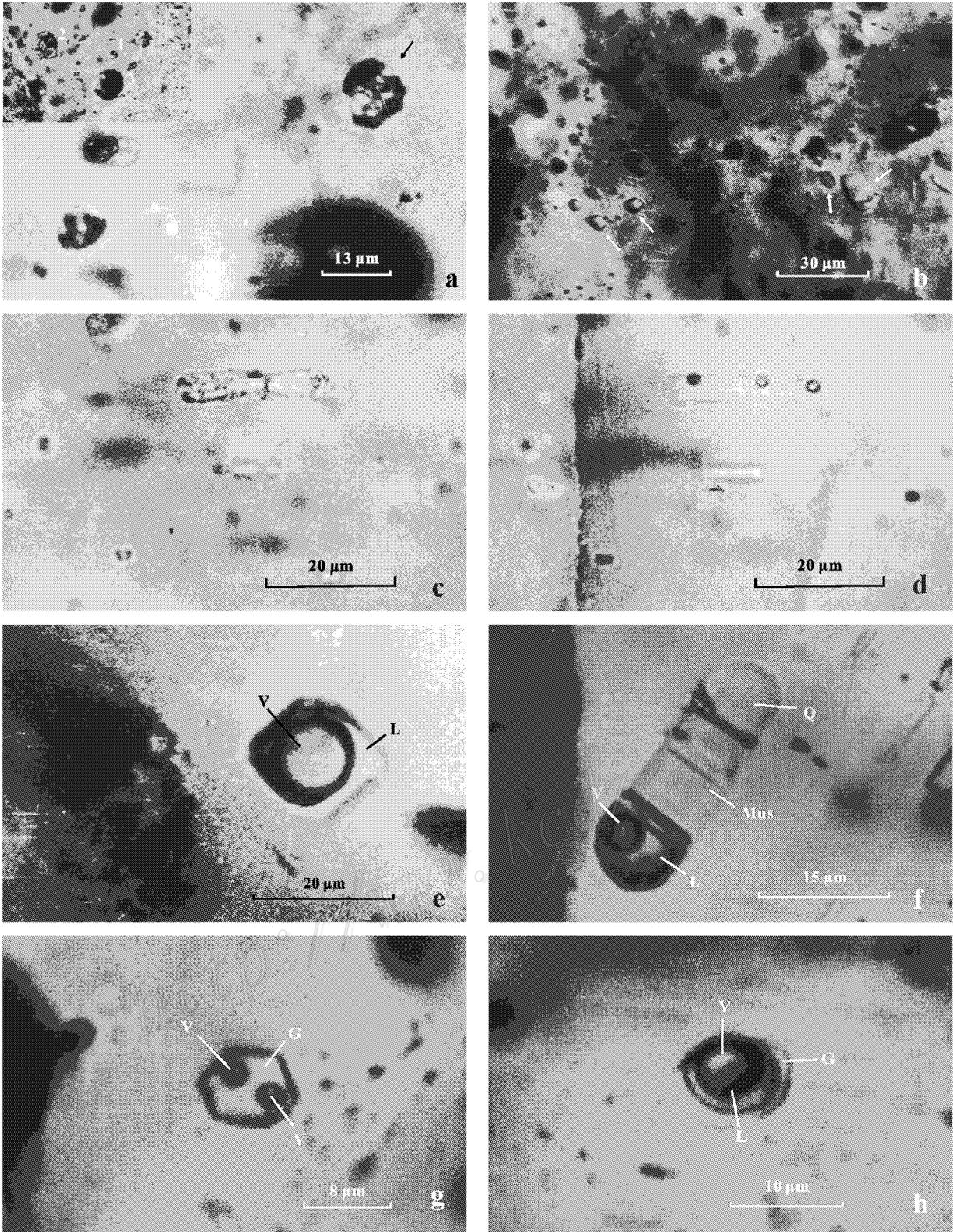
力应为上覆岩石所产生的静岩压力。由于黑钨矿-石英脉皆分布在靠近岩体顶部的内接触带中, 且花岗岩与黑钨矿石英脉的形成时间几乎相同(140 Ma) 或者没有时间差(李华芹等, 1993), 因此, 成岩成矿时其上覆岩层的厚度(岩石静压力)基本上是相同的, 也就是说 200 MPa 这一压力值亦可视为岩体定位时上覆岩层(8 km \pm)所产生的静岩压。不过由于

岩体定位后边部的固结和挥发分不断往岩体顶部富集, 有可能在岩体顶部出现超压, 即岩体顶部流体所产生的蒸气压可远远超过上覆岩层的静压力(但仍小于上覆岩层所能承受的压力极限)。因此岩体侵位时的高度可能不足 8 km。

4 讨论

4.1 包裹体原始数据的可靠性

对于西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中水质流体包裹体的性质、成分、均一温度和盐度等在卢焕章(1986)、卢焕章等(1990)、刘家齐(1987, 1989)、刘家齐等(2000)、陈毓川等(1989)的论著中皆有描述, 且与笔者测定的结果基本一致。所不同的是, 本文所使用的气液包裹体数据仅限于绿柱石中的部分资料。在分布关系上, 这些包裹体都与熔融包裹体或流体-熔体包裹体密切共生(图版 a), 或者虽然不是共生, 而是独自孤立分布(图版 e), 但总体上仍位于熔融包裹体或流体-熔体包裹体分布区之中。对于共生的硅酸盐熔融包裹体, 目前已采用高温高压技术使其重新均一化并淬火使之变成硅酸盐玻璃, 然后用电子探针分析其主要成分, 证实了其确系花岗岩演化末期的岩浆残余物(另文发表)。但对于均一测定, 目前普遍存在一定的难度。其原因是由于这种结晶质熔融包裹体含 H₂O 很高, 当流体部分均一成液相后继续加热使硅酸盐固相熔化时, 包裹体中的压力将急剧升高, 结果导致大的包裹体破裂而无法获得真实的均一温度。虽然国内已着手利用高压釜或高压加热台进行均一温度测定, 但一时还难以广泛应用。本次均一温度测定是在 Leitz-1350 热台中和常压条件下进行的。而且均一温度都是利用小包裹体(小于 6 μm)获得的。但由于包裹体太小, 往往只能看到加热的最终结果, 而难以观察到相的变



图版说明

a. 绿柱石中结晶质熔融包裹体与流体-熔体包裹体和流体包裹体(气液包裹体)共生。摄影位置为左上插图的中心部分。视域右上方箭头所指

的熔融包裹体及插图中的1号包裹体,插图中的2号包裹体为流体-熔体包裹体,3号为气液包裹体。视域中至少还可看到其他3个较小的熔融包裹体。

- b. 已实现均一化的4个硅酸盐熔融包裹体(箭头所指,淬火后已变成硅酸盐玻璃)。加热作用是在100 MPa, 720°C条件下在高压釜中实现的。视域中仍有少量熔融包裹体未实现均一化(还有较大的气泡),说明该包裹体中可能同时捕获了不混溶的流体相。
- c. 绿柱石中的长柱状包裹体(长23.8 μm)。
- d. c中的柱状包裹体在显微热台中(常压加热至730°C,恒温15 h淬火后)的情形。其结晶相已全部熔化,玻璃中出现3个分散的小气泡。
- e. 绿柱石中呈孤立分布的两相气液包裹体($t_{\text{K}(V+L)}=379^\circ\text{C}$)。在其右侧有一熔融包裹体,但与该气液包裹体不在同一焦平面上。
- f. 绿柱石中的结晶质熔融包裹体,其晶出相主要是石英(Q)和白云母(M_{us})。流体部分由液相水(L)和气泡(V)组成(当加热至206°C时,气泡消失)。
- g. 经高温高压加热(100 MPa, 720°C)淬火后绿柱石中的自形流体-熔体包裹体。其固相已全部熔化为玻璃(G),包裹体中出现2个分散的气泡(V)。
- h. 绿柱石中的流体熔融包裹体(经高温高压(100 MPa, 720°C)加热淬火后),由玻璃(G)、液相(H_2O (L))和气泡(V)组成,而且V+L所占的体积特大,玻璃呈薄薄的一圈优先润湿主矿物腔壁。

Plate Explanations

- a. Crystal melting inclusions intergrown with fluid-melt inclusions and fluid inclusions (gas-fluid inclusions) in beryl. No. 1, No. 2 and No. 3 are melting inclusion, fluid-melt inclusion and gas-fluid inclusion, respectively. The other three smaller melting inclusions can be seen in the field.
- b. Four homogenized melting silicate inclusions (in the arrowhead direction, they have turned into the glass of silicate after quenching). Heating is under the condition of 100 MPa and 720°C in a high pressure kettle. A few melting inclusions have not been homogenized (bigger air bubbles), implying that the inclusions might capture antipathetic liquid phase at the same time.
- c. A long columnar inclusion in beryl (23.8 μm in length).
- d. The state of the long columnar inclusion in photo c (heating at 730°C, under constant temperature of 15 hours). Their crystal phases have been melted completely, and there exist three dispersed small gas bubbles.
- e. Isolated gas-fluid inclusions in beryl ($t_{\text{K}(V+L)}=379^\circ\text{C}$). There is a melting inclusion on its right side, but it is not on the same focus plane with the gas-fluid inclusions.
- f. The crystallized phase of the crystal melting inclusions are mainly quartz and mica in beryl, and the fluid is composed of fluid-phase H_2O (L) and gas bubble (V). (The gas bubble disappears when heated to 206°C).
- g. The idiomorphic fluid-melt inclusions in beryl under the condition of high temperature (720°C), high pressure (100 MPa) and quenching. The solid phase has been completely melted (G), and two small dispersive gas bubbles (V) appear.
- h. The fluid-melt inclusions in beryl (tackled under high temperature (720°C), high pressure (100 MPa) and quenching) composed of glass (G), fluid (L) and gas bubble (V), with V+L occupying an extremely large volume. The glass phase appears as a thin humid host mineral antrum wall.

化过程。实验前曾用系列标准物质对热台进行了温度校正。在所测温度范围内,其误差为 $\pm 10^\circ\text{C}$ 左右。为了有效消除熔融包裹体熔化过程中的浓度梯度,实验中采用了缓慢升温(4 $^\circ\text{C}/\text{min}$)和分阶段恒温的办法(温度每升高20 $^\circ\text{C}$ 便恒温0.5~5.0 h)。经反复试验,将其最低均一温度值暂定为660 $^\circ\text{C}$,至于 $> 660^\circ\text{C}$ 的温度值可能属过热温度。因为包裹体局部破裂可使均一温度升高,而且在绿柱石中熔融包裹体被捕获时存在流体与熔体不混溶(挥发分过饱和) Frezzotti(2001)、夏林圻(2002)认为,在对这种熔融包裹体进行均一化测定时不一定非要加热到气泡完全消失,子矿物相完全熔化时的温度就已接近包裹体的最低捕获温度。然而对于含 H_2O 高的花岗质熔体来说,其压缩性比不含 H_2O 或含 H_2O 较低的熔体大,因此绿柱石结晶时的温度可能高于660 $^\circ\text{C}$ 。

本文所获得的这一压力值远远高于前人所估算的压力值(30~70 MPa),较接近但仍高于郭文魁(1983)关于西华山花岗岩侵位深度约为4~6 km的估计,而与美国加州 Bishop 和 Pine-Creek 钨矿、美国内华达州 Osgood 山钨矿、法国 Costalbonne 钨矿以及前苏联塔什干等钨矿的形成压力($\geq 150\sim 200$ MPa)一致(转引自卢焕章等,1990),且与野外基本地质事实相符,得到岩石学、矿物学、稳定同位素地球化学以及流体包裹体地球化学等一系列资料的支持。

4.2 基本地质事实

基本地质事实之一是脉钨矿体皆产在花岗岩顶部裂隙中,而且成岩成矿在时间上并无明显差距。因此成岩成矿在时间上是基本相同或是连续的,那么由上覆岩石所传递给它们的压力效应就应该大致相等,而不可能像前人所阐述的那样岩浆侵位深度相当于4~6 km,而成矿时就只有1~2 km(相当30

~60 MPa)。如果成岩成矿在时间上没有明显间隔,像郭文魁(1983)论证的那样,黑钨矿-石英脉是在花岗岩尚未完全固结,结晶相超过 60%,流体相少于 40%的情况下,当时岩石尚处于塑性或蠕流状态下形成的,那么当时黑钨矿-石英脉的形成温度就不可能只有 300~400℃,也不可能只是一种热水溶液,最初应是一种高于或接近花岗岩固相线温度的残余熔体-溶液,后来才逐渐冷却和演变成单一的热热水溶液。基本事实之二是与成矿作用有关的花岗岩是一种具中-细粒结构的等粒状全晶质和结晶程度很好的侵入岩。岩体边缘相不发育,但在围岩中出现数百米宽的似环状角岩化带,变质作用十分强烈。这是中深成侵入体的特征,明显有别于高侵位的斑岩。30~70 MPa 的压力值,只相当一般斑岩型矿床的形成压力。基本地质事实之三是,西华山花岗岩的侵入时间为中晚侏罗世,侵入的直接地层是中上寒武统。在该区,仅中泥盆统至上侏罗统,其累积沉积物厚度平均就大于 10 km(据吴永乐等(1987),但未考虑印支运动回返后和西华山花岗岩侵入前的剥蚀及褶皱造成的影响)。显然这一地层厚度允许对西华山花岗岩产生 200 MPa 的岩石静压力。

4.3 其他地质依据

在矿物学方面西华山花岗岩(特别是晚期花岗岩)的造岩矿物中出现较多的原生白云母。笔者还在西华山黑钨矿-石英脉绿柱石的熔融包裹体和熔体-流体包裹体中发现白云母+石英的晶出相(图版 f),这充分表明黑钨矿-石英脉中存在岩浆成因的原生白云母,并指明形成压力较高。此外,据吴永乐等(1987)对西华山花岗岩钾长石有序度的研究,其 $ST = 0.52 \sim 0.70$,为过渡型长石-微斜长石或微斜条纹长石。这是中深成侵入岩的典型特征;副矿物中磁铁矿含量很低,岩石氧化度为 0.14~0.28。这从另一个侧面印证了岩石是在相对较深的还原条件下形成的。

在稳定同位素地球化学方面,穆治国等(1981)、张理刚(1985)、吴永乐等(1987)、刘家齐(1987;1989)、刘家齐等(2000)作过大量的研究,表明无论是花岗岩岩石或有关矿物(石英、长石、黑云母、黑钨矿等)的 $\delta^{18}O$ 值,还是其流体的 $\delta^{18}O$ 值和 δD_{H_2O} 值,或硫化物(辉钼矿、黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿、毒砂等)的 $\delta^{34}S$ 值或包裹体中 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值和方解石的 $\delta^{13}C$ 值,都表明流体来自深部,仅在成矿作用末期才有较多大气降水或围岩地层中的封存水加

入。也证明岩体和矿床的形成深度较大。如果其形成压力较低,则从岩浆中分离出来的流体将出现第二次沸腾,其体积将迅速膨胀并产生巨大的机械能,使上覆围岩产生大量裂隙甚至形成爆破角砾岩,从而引发天水下渗和对流循环。在这种情况下,包裹体中封存的流体将是岩浆水与大气降水的混合流体。

在流体包裹体地球化学方面,其最显著的特征是黑钨矿-石英脉绿柱石中既有流体(气液)包裹体,又有不混溶的硅酸盐熔融包裹体。气液包裹体的显著特点是低盐度($w(NaCl_{eq})$ 为 5% 左右)和均一成液相,而不存在高盐度包裹体和呈临界均一或往气相均一的包裹体,这正是其压力较高的表现。从图 2 可以看出当形成温度不变时,假若压力只有 130 MPa,那么流体包裹体将不是往液相均一,而应出现临界均一(B 点);如果只有 100 MPa,则流体包裹体将往气相均一(C 点)。显然这两种情况与西华山的流体包裹体特征均不符。

4.4 所获压力的意义

对于与花岗质岩石有关的钨矿床来说,由于产出的深度(压力)不同,其类型可以是伟晶岩型矿床、产于岩体顶部的钨锡矿床、大脉型钨矿床、产于外接带中的矽卡岩型钨锡矿床,也可以是高侵位的斑岩型钨矿床。显然这些矿床的产出环境、成矿方式以及找矿方向和勘探手段等有很多不同之处。尽管现有的矿床大多不是利用“模式”找到的,但是在地表资源日益枯竭的情况下,与成矿作用有关的各种模式以及组成模式的各种标志(参数)对于找矿勘探就显得格外重要。这时,有关矿床的形成深度(即使是一个粗略的范围)将具有重要的指示意义,而且这一压力值还可用来估计有关地区的剥蚀速度和地壳演化特点等。因而本文关于西华山脉钨矿床形成于 200 MPa 左右压力条件(相当于 8 km 左右)下的信息不仅有益于对脉钨矿床成矿机理、形成条件等认识的深化,而且在指导找矿勘探方面是一个重要的参照标志。

5 结 论

(1) 利用西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中两相气液包裹体和不混溶硅酸盐熔融包裹体的有关资料及相关相图获得西华山黑钨矿-石英脉的形成压力为 200 MPa 左右。由于黑钨矿-石英脉皆分布在花岗

岩之顶部,且成岩成矿作用没有时间差,因此 200 MPa 这一压力值又可视有关花岗岩侵位时上覆岩层的静岩压力(相当于深度 8 km 左右)。

(2) 本文所获压力远远高于前人关于西华山脉钨矿床形成压力为 30~70 MPa 的估计。不仅有益于揭示西华山脉钨矿床的真实形成深度,更有益于加深对脉钨矿床的成矿机理、形成物理化学条件和岩浆-热液过渡特征等方面的认识,而且在指导找矿-勘探和估计有关地区的剥蚀速度等方面具有重要意义。

(3) 西华山脉钨矿床是在母花岗岩结晶作用晚期(而不是在岩浆完全固结之后)由花岗岩浆最终分异出来的残余熔体-溶液充填而成的。

References

- Anderson J L and Rowley M C. 1981. Synkinematic intrusion of peraluminous and associated meatuminous granitic magmas, Whipple Mountains, California [J]. *Can. Miner.*, 19: 83~101.
- Bodnar R J and Vityk M O. 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions [A]. In: de Vivo B and Frezzotti M L, ed. *Fluid inclusions in minerals: Methods and applications* [C]. Blacksberg: Verginia Tach. 117~130.
- Chang H L and Huang H L. 2001. Discovery and its significance of melt inclusions within beryl from the wolframite-quartz veins in Xihuashan orefield, Jiangxi [J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, (2): 21~27 (in Chinese with English abstract).
- Chang H L and Huang H L. 2002. A preliminary investigation of melt inclusions and genesis of Xihuashan tungsten deposit [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 21(2): 143~150 (in Chinese with English abstract).
- Charoy B. 1986. The genesis of the Cornubian batholith (south-west England): The example of the Cammenellis pluton [J]. *J. Petrol.*, 27: 571~604.
- Chen Y C, Pei R F, Zhang H L, Lin X D, Bai G, Li C Y, Hu Y J, Liu H Q and Xian B Y. 1989. The geology of non-ferrous and rare metal deposits related to Mesozoic granitoids in Nanling region [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Frezzotti M L. 2001. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: Applications to petrology [J]. *Lithos*, 55: 273~299.
- Gan G L. 1991. A preliminary discuss on the property of ore-forming fluid of the Huangsha vien-type tungsten deposit, Jiangxi Province [J]. *Bull. Yichang Inst. Geol. Mineral Resouces, CAGS*, 16: 83~94 (in Chinese).
- Guo W K. 1983. Metallization of Xihuashan tungsten deposit: An example linking magmatic deuteric infiltration with hydrothermal lodes [J]. *Mineral Deposits*, 2(2): 1~14 (in Chinese with English abstract).
- Li H Q, Liu J Q and Wei L. 1993. Fluid inclusion chronology studies of hydrothermal ore deposits and their geological applications [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 58~74 (in Chinese).
- Lin X D. 1998. Geological characteristics of magma-hydrothermal transitional ore deposit [J]. *Geoscience—J. Graduate School, China University of Geosciences*, 12(4): 485~492 (in Chinese with English abstract).
- Liu J Q and Chang H L. 1987. Thermobarogeochemical study on some Yanshanian granitic intrusions and related vein-type tungsten deposits in the Nanling Regior [A]. In: Yichang Institute of Geology and Mineral Resouces, ed. *Research reports of the geology and mineral resources of Nanling* [C]. Wuhan: College of Geology Press. 145~195 (in Chinese).
- Liu J Q. 1989. The Xihuashan granite and its minralization [J]. *Bull. CAGS*. 19: 83~104 (in Chinese).
- Liu J Q and Zeng Y S. 2000. The stable isotopic composition of fluid inclusions in a mega-quartz crystal [J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, (2): 1~5 (in Chinese with English abstract).
- Lu H Z. 1986. The origin of tungsten mineral deposits in south China [M]. Chongqing: Chongqing Pub. House. 133~212 (in Chinese).
- Lu H Z, Li B L, Shen K, Zhao X C, Yu T J and Wei J X. 1990. Fluid inclusions geochemistry [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 117~130 (in Chinese).
- Lu H Z, Fan H R, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusion [M]. Beijing: Sci. Press. 230~240 (in Chinese).
- Mu Z G, Huang F S, Chen C Y, Zheng S H, Fan S L, Liu D R and Mei Y W. 1981. Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of Piaotang and Xihuashan quartz-vein-type tungsten deposits, Jiangxi Province [A]. *Proceeding of the symposium on tungsten geology* [C]. Beijing: Geol. Pub. House. 153~169 (in Chinese).
- Roedder E and Bodnar R J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies [J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8: 263~301.
- Strong D F. 1988. A review and model for granite-related mineral deposit [A]. In: Taylor R P and Strong D F, ed. *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits* [C]. *Can. Inst. Mining & Metall. Spec.*, 39: 424~450.
- Whitney J A. 1988. The origin of granite: The role and source of water in the evolution of granitic magmas [J]. *Geol. Society of America Bull.*, 100(12): 1886~1897.
- Wu Y L, Mei Y W, Liu P C, Cai C L and Lu T Y. 1987. Geology of the Xihuashan tungsten ore field [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Xia L Q. 1985. On barometry studies of magmatic inclusions [J]. *Bull. Xi'an Inst. Geol. Mineral Resources, CAGS*, 10: 15~28 (in Chinese).
- Xia L Q. 2002. Melt inclusion in magmatic rocks [J]. *Earth Science Frontiers*, 9(2): 403~414 (in Chinese with English abstract).
- Xia W H, Zhang J T, Feng Z W and Chen Z Y. 1989. Geology of granite-type rare-metal ore deposits in Nanling region [M]. Wuhan:

China University of Geosciences Press. 112~115(in Chinese).

- Zhang L G. 1985. The application of stable isotope to geology[M]. Shaanxi Sci. & Technol. Pub. House. 167~172(in Chinese).
- Zhu Y L. 1981. Geology of tungsten mineral deposits in south Jiangxi Province[M]. Jiangxi: Jiangxi People Pub. House. 324~437(in Chinese).

附中文参考文献

- 常海亮, 黄惠兰. 2001. 西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中熔融包裹体的发现及其意义[J]. 华南地质与矿产, (2): 21~27.
- 常海亮, 黄惠兰. 2002. 西华山钨矿中熔融包裹体的初步研究与成因讨论[J]. 岩石矿物学杂志, (2): 143~150.
- 陈毓川, 裴荣富, 张宏良, 林新多, 白 鸽, 李崇佑, 胡永嘉, 刘后群, 冼柏瑛. 1989. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色-稀有金属矿床地质[M]. 北京: 地质出版社. 58~74.
- 干国良. 1991. 江西脉钨矿床成矿流体性质的初步讨论[J]. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊, 第 16 号: 83~94.
- 郭文魁. 1983. 西华山钨矿床的金属矿化作用[J]. 矿床地质, 2(2): 1~12.
- 李华芹, 刘家齐, 魏 林. 1993. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用[M]. 地质出版社. 28~49.
- 林新多. 1986. 岩浆-热液过渡型矿床的若干特征[J]. 现代地质, (4): 485~492.
- 刘家齐, 常海亮. 1987. 南岭地区某些燕山期花岗岩及其脉钨矿床温压地球化学研究[A]. 见: 宜昌地质矿产研究所, 编. 南岭地质矿产科学研究报告集(1)[C]. 武汉: 武汉地质学院出版社. 149

~195.

- 刘家齐. 1989. 西华山花岗岩及其成矿作用[J]. 中国地质科学院学报, 19: 84~104.
- 刘家齐, 曾贻鄯. 2000. 一个巨大水晶中流体包裹体稳定同位素地球化学特征[J]. 华南地质与矿产, (2): 1~5.
- 卢焕章. 1986. 华南钨矿成因[M]. 重庆: 重庆出版社. 133~212.
- 卢焕章, 李秉伦, 沈 昆, 赵希澄, 喻铁阶, 魏家秀. 1990. 流体包裹体地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 117~130.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪 培, 欧光习, 沈 昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 117~130.
- 穆治国, 黄福生, 陈成业, 郑淑蕙, 樊素兰, 刘大任, 梅勇文. 1981. 漂塘-西华山石英脉型钨矿床碳、氢、氧稳定同位素研究[M]. 钨矿床地质讨论会论文集[C]. 北京: 地质出版社. 153~169.
- 吴永乐, 梅勇文, 刘鹏程, 蔡常良, 卢同衍. 1987. 西华山钨矿地质[M]. 北京: 地质出版社.
- 夏林圻. 1985. 论岩浆包裹体测压研究[J]. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 10: 15~28.
- 夏林圻. 2002. 岩浆岩中的熔融包裹体[J]. 地学前缘, 9(2): 403~414.
- 夏卫华, 章锦统, 冯志文, 陈紫英. 1989. 南岭花岗岩型稀有金属矿床地质[M]. 北京: 中国地质大学出版社. 112~115.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社. 167~172.
- 朱焱龄. 1981. 赣南钨矿地质[M]. 南昌: 江西人民出版社. 324~437.

<http://www.kcdz.ac.cn/>